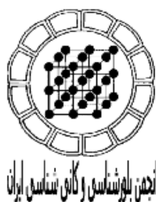
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران
سال بیست و سوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۴، از صفحهٔ ۴۷۹ تا ۴۹۴



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و دما- فشار سنجی گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)

مریم بلاغی اینالو*، محمود صادقیان، حبیب اله قاسمی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۳/۴/۱۷ ، نسخه نهایی: ۹۳/۷/۵)

چکیده: مجموعه‌ی آذرین- دگرگونی دلبر در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرقی بیارجمند، در حاشیه‌ی شمالی منطقه‌ی ایران مرکزی قرار گرفته است. در این مجموعه سنگ‌های دگرگون مختلف (متاپسامیت، متاگری‌وک، متاپلیت، مرمر و آمفیبولیت) و توده‌های کوچک و بزرگ گرانیتی- لوکوگرانیتی میلونیتی شده رخنمون دارند. شواهد صحرایی و سنگ‌نگاشتی نشان دهنده‌ی تغییر و شکل‌گیری‌های ناشی از افزایش دما و فشار دگرگونی از فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها به‌سمت گنیس‌های گارنت‌دار در توالی و نیز متاپلیتی و از آمفیبول شیست تا ارتو- آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت در متابازیت هاست. بررسی‌های دما- فشارسنجی انجام شده بر اساس شیمی کانی‌های گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گارنت آمفیبولیتی، گستره‌های دمایی $693^{\circ}C$ -۵۲۹ و گستره‌ی فشار ۱۲٫۹-۹٫۶ کیلوبار را نشان می‌دهند که بیانگر شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی و رسیدن به آستانه‌ی ذوب بخشی در گروه متابازیتی است. شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ مادر آمفیبولیت‌ها، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازی- حدواسط بوده‌اند. ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از Nb, Ti و Zr تهی‌شدگی و از Pb و عناصر LILE غنی‌شدگی داشته و دارای ماهیت آهکی-قلیایی بوده است. این ماگما از گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای ریشه گرفته و در حوضه‌ی کششی پشت کمانی اواخر نئوپروتروزوئیک – اوایل کامبرین ایران مرکزی جایگزین شده است.

واژه‌های کلیدی: *دما – فشارسنجی؛ متابازیت؛ گارنت آمفیبولیت؛ مجموعه‌ی دگرگونی دلبر؛ شاهرود؛ ایران مرکزی.*

مقدمه

چگونگی شکل‌گیری سنگ و سنگ‌شناسی سرزمین‌های کهن یکی از مسائل جالب بیشتر زمین‌شناسان است. سرزمین‌های قدیمی ایران به‌سن اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین در منطقه‌های ساختاری مختلف ایران به‌طور پراکنده یافت می‌شوند. مجموعه‌های آذرین- دگرگونی شمال ایران مرکزی (جنوب و جنوب شرق شاهرود) از جمله‌ی این سرزمین‌های کهن هستند که تاکنون بررسی‌های فراگیر اندکی در مورد آن‌ها صورت گرفته است.

این منطقه و مناطق همجوار توسط برخی زمین‌شناسان از جمله [۶-۱] برای تهیه‌ی نقشه‌های زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. به‌علاوه [۲۰-۷] نیز بخش‌هایی از این منطقه و یا مناطق مشابه مجاور، از جمله بند هزار چاه، چاه جم، شتر کوه و سفید سنگ را مورد بررسی قرار داده‌اند. سنگ‌های مافیک دگرگون شده در این مناطق کمتر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. لذا بررسی ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است و در بازسازی تاریخچه‌ی ژئودینامیکی منطقه مؤثر است.

سنگ‌های بازی و اولترابازیک دگرگون شده در بازسازی شکل‌گیری زمین‌ساختی نوارهای کوهزایی حائز اهمیت هستند.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۷۳۲۰۴۷۱ ، پست الکترونیکی: m.balaghi89@yahoo.com,

داده‌های زمین‌شیمیایی در تعیین ماهیت سنگ مادر این سنگ‌ها از دارای اهمیت ویژه‌ای است [۲۱]. شیمی عناصر کمیاب، به‌ویژه انواع کم‌تحرّک و نامتحرک در تعیین خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها به‌طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. بررسی‌های زمین دما- فشار سنجی برای تعیین شرایط دما- فشار حاکم بر دگرگونی، یکی از روش‌های مهّم و اساسی در بررسی سنگ‌های دگرگونه و بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر رخدادهای دگرگونی است. در این پژوهش با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی نقطه‌ای (ریز پردازنده الکترونی) کانی‌های آمفیبول، گارنت و پلاژیوکلاز به تعیین شرایط دما- فشار حاکم بر دگرگونی در گارنت آمفیبولیت‌های موجود در مجموعه‌ی دگرگونی دلبر، واقع در جنوب شرقی شاهرود، پرداخته شده است. به علاوه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل این سنگ‌ها و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها نیز مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

روش بررسی

برای دست‌یابی به‌هدف‌های یاد شده، پس از بررسی و ارزیابی اطلاعات و گزارش‌های موجود و جمع‌آوری اطلاعات از نقشه‌ها، تصاویر ماهواره‌ای و پژوهش‌های مشابه در نقاط دیگر ایران و جهان، به بازدید از منطقه و بررسی شواهد صحرایی پرداخته شد. رخنمون‌های سنگی مورد بررسی در نقاط مختلف مورد نمونه برداری قرار گرفتند و از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک تهیه شدند. پس از بررسی‌های سنگ-نگاری، و بر اساس تنوع کانی‌شناسی، تعدادی از مقاطع نازک صیقلی برای آنالیز شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها تهیه و پس از پوشش سطح آن‌ها با لایه‌ای از کربن، به روش EPMA[1] در آزمایشگاه SKLCDNUX[2] چین مورد تجزیه شیمیایی نقطه-ای قرار گرفتند. دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8100 و شرایط آزمایش، ولتاژ ۱۵Kv، جریان ریزکاو (A) $۱×۱۰^{-۸}$، دمای $۲۵C^{\circ}$ و رطوبت ۳۰% بوده و از نمونه‌ی استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت چین استفاده شد. قطر نقاط آنالیز شده ۱ تا ۵ میکرون بوده است. آنالیز سنگ‌کل نمونه‌ها نیز در آزمایشگاه ACME کانادا، به‌روش بسته ترکیبی با کدهای 4A, 4B به روش‌های ICP-AES و ICP-MS انجام گرفته است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه‌ی آذرین- دگرگونی دلبر در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرقی بیارجمند، بین طول‌های جغرافیایی '۱۱°۵۰ تا '۴۵°۴۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۵۳ °۳۵ تا '۵ °۳۶ شمالی در حاشیه‌ی شمالی منطقه‌ی ایران مرکزی واقع شده است. سنگ-های دگرگون مجموعه‌ی دلبر، طیفی از ترکیبات ماسه‌سنگ دگرگونه (متاپسامیت و متاگریوک)، متاپلیتی (فیلیت، میکاشیست و پاراگنیس)، کربناتی (مرمرهای آهکی و دولومیتی) و متابازی (آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) را شامل می‌شوند. ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده و متاپلیت‌ها حجم اصلی سنگ‌های دگرگون شده منطقه را به خود اختصاص داده و از رخنمون‌های گسترده‌ای برخوردارند. متابازیت‌ها از گسترش محدودتری برخوردارند، اما به‌خاطر ویژگی‌های منحصر به فرد، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی، دارای اهمیت زیادی هستند. البته، این مجموعه با دورشته دایک‌های بازی جوان‌تر با سن‌های ژوراسیک میانی و الیگوسن-میوسن نیز قطع شده‌اند [۱۹] که در این پژوهش مورد بررسی قرار نگرفته‌اند. در این مقاله، تنها به ارائه نتایج بررسی‌های صورت گرفته روی متابازیت‌های قدیمی که به‌صورت آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت رخنمون دارند، پرداخته شده و از بحث پیرامون سنگ‌های دگرگونی دیگر منطقه خودداری شده است. متابازیت‌های قدیمی موجود در مجموعه‌ی آذرین- دگرگونی دلبر در شمال جاده‌ی آسفالته خانخودی- دلبر (غرب کوه ملحدو)، شمال مزرعه‌ی عنابو و شمال کوه کلاته علاءالدین رخنمون دارند (شکل۱). سنگ میزبان آن‌ها را سنگ‌های متاپلیتی (میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس) تشکیل می‌دهند. به اعتقاد [۱۲] این سنگ‌ها به دلیل قطع چشم‌گیر لایه‌بندی سنگ‌های میزبان، در برگیری قطعاتی از سنگ‌های میزبان به‌صورت بیگانه‌سنگ، داشتن حاشیه‌ی انجماد سریع، حضور بقایای بافت‌های آذرین نظیر افیتی، نیمه‌افیتی و پورفیری، حضور آمفیبول‌های نوع اورالیت (حاصل از تجزیه پیروکسن‌ها)، حضور بقایای کلینوپیروکسن آذرین و داشتن اسفن فراوان، در واقع غالباً دایک‌های دیابازی بوده‌اند و در مواردی که به‌صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های

[1] - Electron probe micro-analysis.
[2]- State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xian

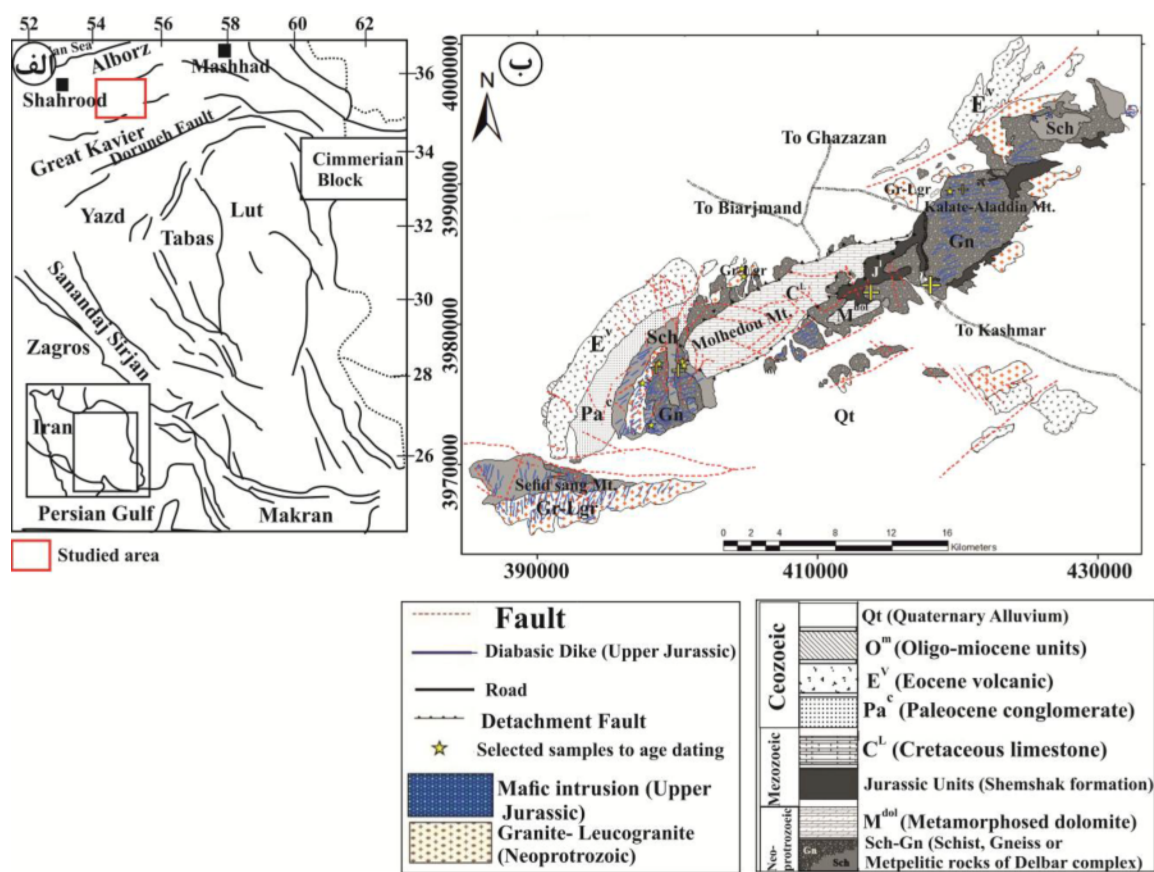
متاپلیتی میزبان یافت می‌شوند، گدازه‌های بازی و یا آتشفشانی- رسوبی‌های تشکیل شده در حوضه‌ی رسوبی، اولیه بوده‌اند که در طی دگرگونی به آمفیبول شیست تبدیل شده‌اند. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها غالباً به شکل‌های دایک و به ندرت سیل و یا گدازه در سنگ‌های پلیتی دیده می‌شوند و متناسب با درجه و شدت دگرگونی، به‌صورت آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تغییر کرده‌اند (شکل۲). این سنگ‌ها خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های روشنی نشان می‌دهند که معمولاً همسو یا هم راستا با خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های سنگ‌های میزبان است. این ویژگی نشان می‌دهد که دایک‌ها پس از جایگزینی در حوضه‌ی رسوبی همراه با سنگ‌های میزبان، تحت‌تأثیر رخدادهای دگرگونی و دگریختی یکسانی قرار گرفته‌اند. در مجموعه‌ی دگرگونی شترکوه در جنوب منطقه، شواهد صحرایی فراوانی وجود دارند که نشان – می‌دهند بخشی از آمفیبولیت‌ها از دگرگونی گدازه‌های بازی – حدواسطی حاصل شده‌اند که همزمان با رسوب‌گذاری در حوضه‌ی رسوبی فوران یافته‌اند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و دما فشارسنجی‌های انجام شده با استفاده از شیمی کانی‌ها ثابت می‌کنند، که مجموعه دگرگونی دلبر حداقل تحت تأثیر دو رخداد دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته است. اولین رخداد دگرگونی از نوع ناحیه‌ای بارووین دما- فشار متوسط تا بالا بوده و سنگ‌های اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین را متأثر ساخته است. این رخداد روی گروه یا توالی رسوبی پلیتی- ماسه سنگی همراه با دایک‌های دیابازی تزریق شده در آن‌ها (به سن اواخر نئوپروتروزوئیک – اوایل کامبرین)، اثر گذاشته و مجموعه‌ی دگرگون متاپلیتی- متاسندستونی و متابازیتی مورد بررسی را ایجاد کرده‌است. درجه‌ی دگرگونی این رخداد از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی متغیر بوده است که در ارتباط با کوهزایی کادومین در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی- کامبرین آغازین (۵۴۵ تا ۵۴۱ میلیون سال قبل) صورت گرفته است. دایک‌های آمفیبولیتی شده مورد بررسی در حوضه‌ی رسوبی اولیه تزریق شده و یا به‌صورت گدازه جریان یافته‌اند، سپس حوضه دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای شده و مجموعه سنگ‌های موجود در حوضه را تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی دگرگون کرده است. نتایج سن‌سنجی‌های صورت گرفته روی نمونه‌های گنیسی و میکاشیستی مجموعه دلبر به روش U-Pb روی زیرکن نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در بازه‌ی زمانی ۵۴۱ تا ۵۴۵ میلیون سال شکل گرفته‌اند [۲۲]. این سن‌ها با گستره‌ی زمانی تعیین شده برای گرانیتوئیدهای آناتکسی حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی مناطق دلبر، سفیدسنگ و بندهزارچاه [۱۴]، گرانیتوئیدهای شترکوه [۲۳] و گرانیتوئیدهای بیارجمند- چاه‌چم [۲۱] نیز همخوانی دارند. بنابراین می‌توان گفت که سنگ مادر متابازیت‌ها، هم‌سن و یا حداقل اندکی جوان‌تر از مجموعه‌ی رسوبی میزبان خود هستند. علاوه بر این رخداد، رخدادهای دگرگونی و دگریختی دیگری نیز منطقه مورد بررسی را متأثر ساخته‌اند که از پرداختن به رخدادهای دیگر دگرگونی خودداری شده است. در این مقاله، بخشی از نتایج بررسی‌های صورت گرفته برروی رخداد دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

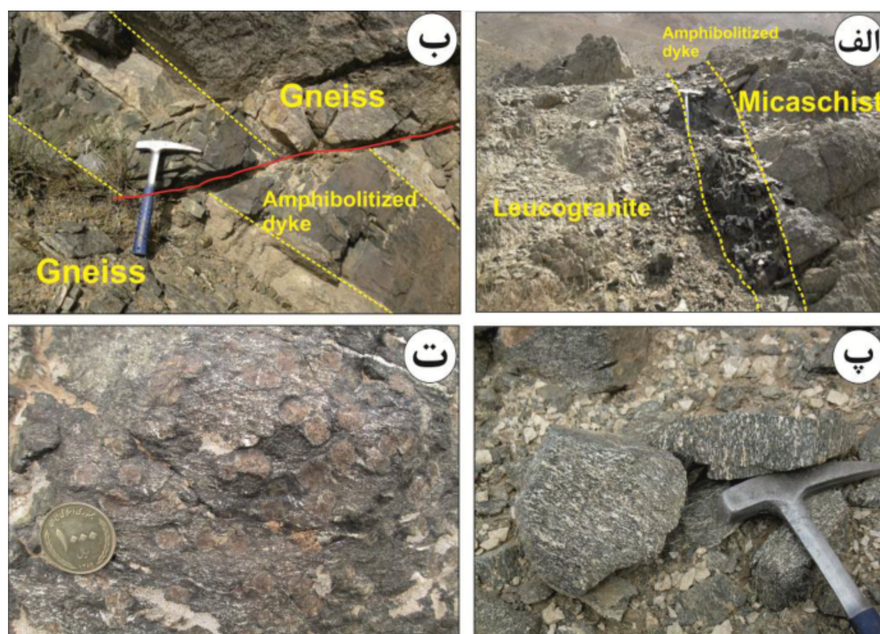
بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگون شده منطقه دلبر را می‌توان به دو گروه اصلی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها رده‌بندی کرد.

متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها گستره‌ی گسترده‌ای از انواع فیلیت‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌ها هستند و غالباً در بخش‌های جنوب‌غربی منطقه رخنمون دارند. سطوح برّاق این سنگ‌ها به‌دلیل فراوانی میکاها در شناسایی آن‌ها در مشاهدات صحرایی مؤثر است. میکاشیست‌ها از مجموعه‌ی کانی‌های کوارتز+ فلدسپار قلیایی ± کلریت ± موسکوویت + بیوتیت ± گارنت + پلاژیوکلاز ± کیانیت ± استارولیت تشکیل شده‌اند. کانی‌شناسی سنگ‌های میکاشیستی پیدایش منطقه‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. این منطقه‌بندی ناشی از افزایش درجه‌ی دگرگونی در آن است. گنیس‌ها و گارنت گنیس‌های متوسط دانه تا درشت دانه متشکل از مجموعه‌ی کوارتز + فلدسپار قلیایی + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± گارنت ± آمفیبول ± مسکوویت و کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن، آپاتیت و اپیدوت در بخش‌های شمال‌شرقی منطقه در کوه کلاته علاء-الدین، رخنمون دارند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی رخدادهای دگرگونی از شرایط رخساره‌ی شیست‌سبز تا آمفیبولیت فوقانی در متاپلیت‌هاست [۲۴].



شکل۱ نقشه‌ی منطقه‌های ساختاری ایران و موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی روی آن (الف) و نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه که بر اساس بررسی-های صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای ترسیم شده است (ب). (دایک‌های دیابازی آمفیبولیتی شده قدیمی در نقاطی که با علامت + روی نقشه مشخص شده است، رخنمون‌های محدودی دارند و سایر دایک‌های دیگر که راستای آن‌ها روی نقشه مشخص شده، به ژوراسیک وابسته‌اند و در این پژوهش مورد نظر نبوده‌اند).



شکل ۲ تصاویر صحرایی نشان‌دهنده‌ی ماهیت و ساختار دایکی ترکیبات متابازی در سنگ‌های دگرگون شده میزبان (الف، ب) و تصاویری از نمونه‌های دستی دایک‌های آمفیبولیتی شده منطقه دلبر (پ و ت).

متابازیت ها

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و شواهد صحرایی، این گروه از سنگ‌ها را می‌توان به سه گروه آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت رده‌بندی کرد. در این بخش به‌سنگ‌نگاری هر یک از گروه‌های سنگی نامبرده می‌پردازیم:

الف- آمفیبول شیست‌ها

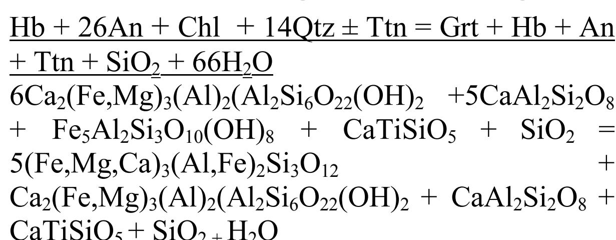
این سنگ‌ها، بافت نماتوبلاستی نشان می‌دهند و از مجموعه پلاژیوکلاز + آمفیبول‌های آکتینولیت + کوارتز + تیتانیت (اسفن) ± اپیدوت ± کلریت تشکیل شده‌اند (شکل۳). این مجموعه شاخص رخساره‌ی شیست سبز است. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها غالباً به‌صورت سوزنی هستند و بافت نماتوبلاستی دارند. آمفیبول‌های سوزنی به‌همراه پلاژیوکلازهای جهت یافته به‌موازات آن‌ها، خطوارگی روشنی را به نمایش می‌گذارند. پیروکسن و یا آمفیبول‌های سنگ‌های آذرین اولیه طی واکنش‌های آبگیری برای ایجاد کانی‌های آبدار درجه‌ی پایین از جمله کلریت و اپیدوت، واکنش می‌دهند. این واکنش‌ها با آزاد کردن سیلیس همراهند و سیلیس مازاد به صورت کوارتز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. حضور فراوان آمفیبول‌های سوزنی در برخی از نمونه‌ها، سبب ایجاد برگوارگی چشم‌گیری شده که انتخاب واژه‌ی آمفیبول شیست را برای نامگذاری آن‌ها مناسب‌تر می‌کند.

ب- آمفیبولیت‌ها

این سنگ‌ها، بافت‌های نماتوبلاستی و بلاستوپورفیری نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز، آشکارترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل۳). هورنبلندها به دو صورت سوزنی و شکل‌دار در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند. هورنبلندهای شکل‌دار به‌صورت چند ضلعی‌های ریزدانه تا متوسط دانه با چندرنگی سبز روشن تا تیره، در بیشتر نمونه‌ها قابل مشاهده‌اند. حضور بلاستوپورفیرهایی از پلاژیوکلازهای سریسیتی شده و آثاری از بافت دلریتی در این سنگ‌ها، ریشه آذرین آن‌ها را مورد تأیید قرار می‌دهد. کلریت و اپیدوت ایجاد شده در رخساره شیست‌سبز مصرف شده و سازنده‌ی آنورتیت پلاژیوکلاز و چرماکیت آمفیبول‌ها در خلال آن ایجاد می‌شوند [۲۵]. اگرچه طی این واکنش، همه‌ی اپیدوت و یا همه‌ی کلریت مصرف می‌شود، با این حال هنوز آمفیبولیت‌های دارای کلریت و یا اپیدوت، در پایین‌ترین درجات رخساره‌ی آمفیبولیت یافت می‌شوند. این سنگ‌ها در شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت، از مجموعه‌ی پلاژیوکلاز (>An17) + هورنبلند + تیتانیت (اسفن) ± بیوتیت ± اپیدوت تشکیل شده‌اند که آمفیبولیت نام دارد.

ج- گارنت آمفیبولیت‌ها

در برخی از آمفیبولیت‌ها درشت بلورهای گارنت با قطر حدود 5mm و ساخت چشمی و گلوله برفی نیز مشاهده می‌شوند. کوارتز نیز به مقدار اندک در آن‌ها یافت می‌شود که به‌علت تحمّل تنش حین دگریختی، به حالت ساب گرین (ریز دانه) درآمده و خاموشی موجی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز + هورنبلند + گارنت + تیتانیت ± آپاتیت ± کلریت ± کوارتز ± کانی‌های اپک تشکیل شده‌اند. بخشی از تیتانیت‌های فراوان موجود در این سنگ‌ها، حاصل تغییراتی است که طی واکنش‌های ایجاد گارنت در آمفیبولیت‌ها صورت گرفته است. تشکیل مجموعه هورنبلند- پلاژیوکلاز- گارنت طی واکنش زیر صورت می‌گیرد:



$$\underline{Hb + 26An + Chl + 14Qtz \pm Ttn = Grt + Hb + An + Ttn + SiO_2 + 66H_2O}$$

$$6Ca_2(Fe,Mg)_3(Al)_2(Al_2Si_6O_{22}(OH)_2 + 5CaAl_2Si_2O_8 + Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + CaTiSiO_5 + SiO_2 = 5(Fe,Mg,Ca)_3(Al,Fe)_2Si_3O_{12} + Ca_2(Fe,Mg)_3(Al)_2(Al_2Si_6O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8 + CaTiSiO_5 + SiO_2 + H_2O$$

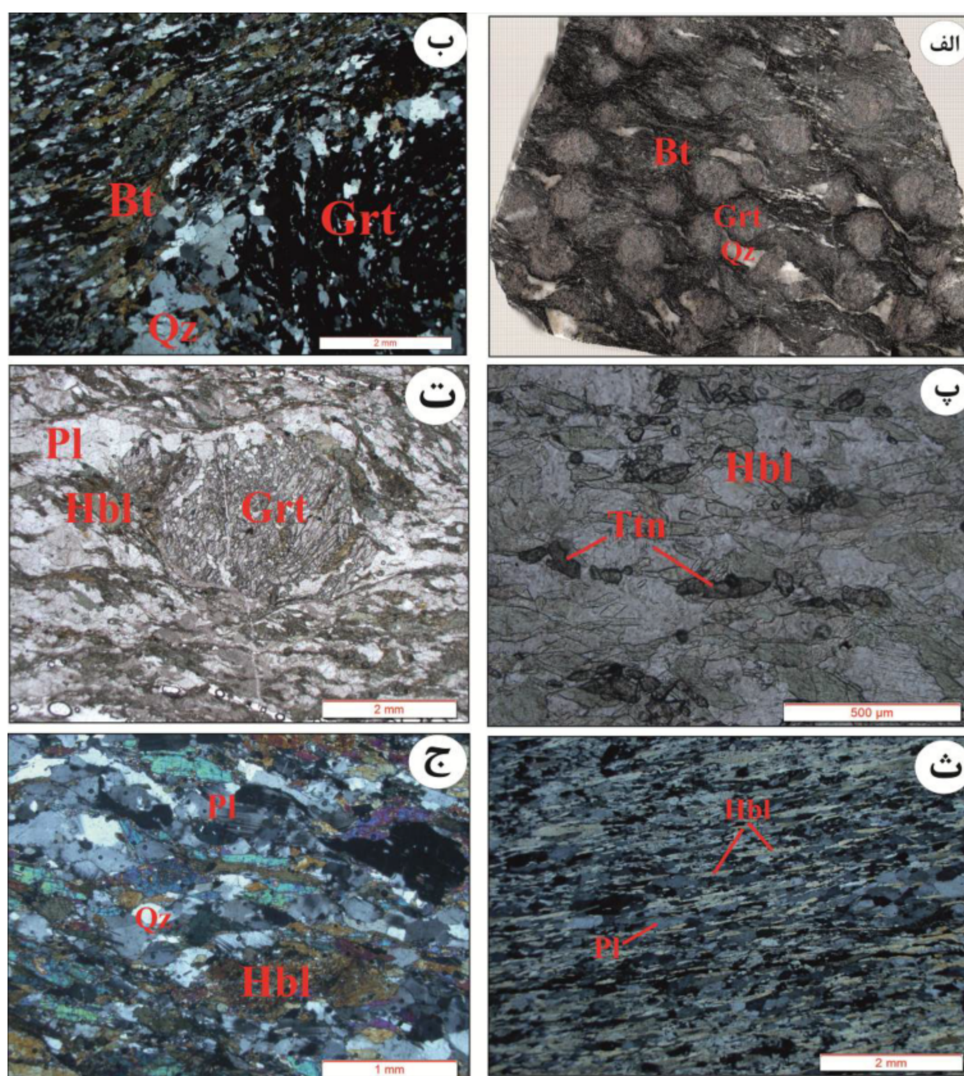
طی این واکنش، مقدار زیادی سیلیس آزاد شده که به‌صورت کوارتز غالباً در اطراف پورفیروبلاستهایی گارنت تمرکز یافته‌اند و آثاری از دگریختی شکل‌پذیر نیز نشان می‌دهند. علاوه بر آن مقداری تیتانیت نیز در طی این واکنش ایجاد می‌شود [۲۵]. به اعتقاد [۲۶] در فشارهای بالا، سازنده آنورتیت پلاژیوکلاز برای ایجاد سازنده گروسولار موجود در گارنت مشارکت می‌نماید و گارنت‌های آلماندین کلسیک ایجاد می‌شوند. لذا با پیدایش گارنت در سنگی حاوی کلریت، کلینوزوئیزیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول، سنگی به نام گارنت آمفیبولیت ایجاد می‌شود. این سنگ شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی را نشان می‌دهد [۲۵].

شیمی کانی‌ها

برای آنالیز شیمی کانی‌های اصلی متابازیت‌ها، یک نمونه شاخص از گارنت آمفیبولیت‌ها (B22-1) انتخاب و به‌وسیله‌ی ریزپردازنده‌ی نوع JXA-8100 مورد تجزیه شیمیایی عناصر اصلی قرار گرفت. نتایج آنالیز شیمی کانی‌های گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز موجود در این نمونه در جدول ۱ آورده شده‌اند و در بررسی‌های دما- فشار سنجی مورد استفاده قرار گرفتند.

شیمی آمفیبول

بر اساس روش [۲۷] آمفیبول‌ها به چهار دسته تقسیم‌بندی شده‌اند. بر اساس این روش، آمفیبول‌های موجود در نمونه‌ی مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و از نوع فروچرماکیت هستند (شکل‌های ۴- الف و ب). این آمفیبول‌ها دارای محتوای آهن و منیزیم بالا با X_{Mg} (0.52-0.54) و Fe^{+2} (1.32-1.41) هستند. با محاسبه‌ی مقدار X_{Mg} و تعیین نوع آمفیبول‌ها به کمک صفحات گسترده‌ی رایج بر اساس چهار نوع کالیبراسیون مورد استفاده در فشارسنجی، آمفیبول‌ها از نوع آلومینوچرماکیت هورنبلند هستند (جدول ۲). به‌علاوه روی نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} که تعیین کننده‌ی آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی است [۲۸] از نوع آمفیبول‌های کلسیک با فشار بالا و خاستگاه آذرین هستند (شکل ۴- پ).



شکل۳ تصویر نمونه دستی گارنت آمفیبولیت با پورفیروبلاست‌های درشت گارنت (الف)، تصویر میکروسکوپی پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در گارنت آمفیبولیت‌ها که به شکل‌گیری بافت پورفیروبلاستیک منجر شده‌است (XPL) (ب)، تیتانیت‌های فراوان در مجاور هورنبلندهای سبز که خاستگاه آذرین اولیه آن‌ها را تأیید می‌کند (PPL) (پ)، پورفیروبلاستیک درشت گارنت در گارنت آمفیبولیت‌ها (PPL) (ت)، بافت نماتوبلاستیک ناشی از حضور هورنبلندهای سبز سوزنی شکل به‌همراه کوارتز و پلاژیوکلازهای جهت یافته در هورنبلند شیست‌ها (XPL) (ث) ترکیبات متاکوارتزدیوریتی حاوی بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز که از دگرگون شدن کوارتز دیوریت‌های اولیه حاصل شده‌اند. ماکل‌های مکانیکی پلاژیوکلازها که ناشی از تاثیر دگرشکلی دما بالاست قابل توجه است (XPL) (ج).

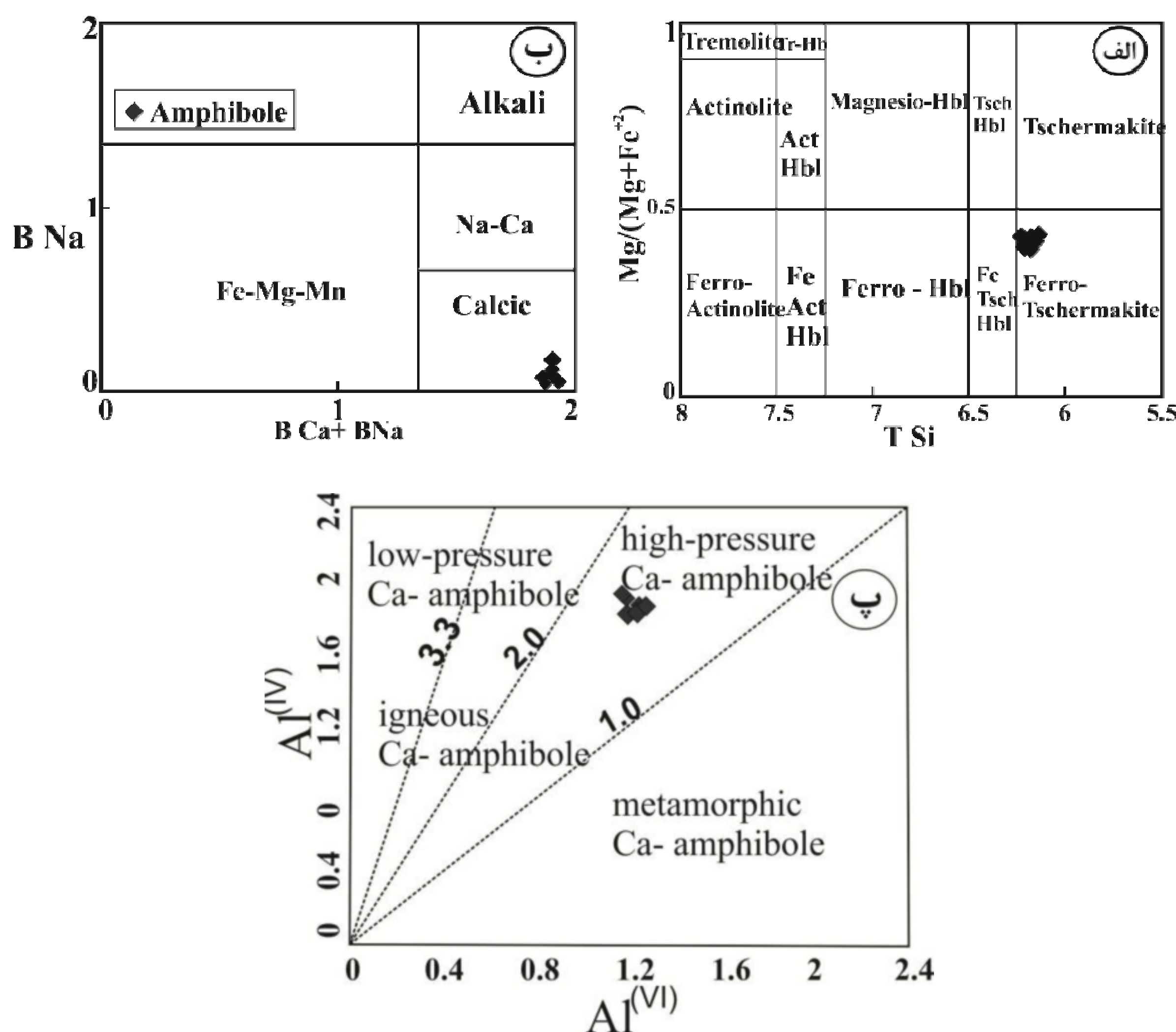
جدول ۱ نتایج آنالیزهای نقطه‌ای پلاژیوکلاز، آمفیبول و گارنت‌های موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی دلبر.

گارنت آمفیبولیت															
نقاط آنالیز شده	آمفیبول				پلاژیوکلاز				گارنت						
	B22-1-01	B22-1-02	B22-1-03	B22-1-04		B22-2-3	B22-2-4	B22-2-5		B22-1-4	B22-1-5	B22-1-6	B22-1-7	B22-1-8	B22-1-9
SiO_2	۴۰٫۹۸	۴۱٫۷۶	۴۱٫۸۶	۴۱٫۲۶	SiO_2	۵۹٫۱	۵۸٫۰۷	۵۸٫۵۷	SiO_2	۳۷٫۳۷	۳۸٫۳۳	۳۸٫۷۲	۳۸٫۲۸	۳۸٫۸۴	۳۸٫۱۲
TiO_2	۰٫۵۳	۰٫۷	۰٫۷۱	۰٫۷۱	TiO_2	۰٫۰۳	۰	۰	TiO_2	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱
Al_2O_3	۱۷٫۶۹	۱۷٫۶۹	۱۸٫۰۹	۱۷٫۷۳	Al_2O_3	۲۵٫۹۴	۲۵٫۷۱	۲۶٫۲۴	Al_2O_3	۲۱٫۹۳	۲۱٫۶۳	۲۱٫۶۹	۲۱٫۹۶	۲۱٫۷	۲۱٫۴۷
Cr_2O_3	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۳	Cr_2O_3	۰٫۰۲	۰	۰	Cr_2O_3	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۴
Fe_2O_3	۸٫۰۲	۷٫۸۹	۷٫۶۶	۷٫۸۳	Fe_2O_3	۰٫۲۹	۰٫۰۷	۰٫۳۶	FeO	۲۵٫۲۵	۲۵٫۸۷	۲۵٫۵۹	۲۵٫۳۶	۲۵٫۳۶	۲۶٫۳۱
FeO	۱۰٫۸۳	۱۰٫۶۵	۱۰٫۳۴	۱۰٫۵۷	FeO	۰	۰	۰	MnO	۳٫۴۲	۳٫۱۴	۲٫۹۹	۱٫۷۸	۲٫۶۶	۲٫۴۸
FeO total	۱۸٫۸۵	۱۸٫۵۴	۱۸	۱۸٫۴	MnO	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	MgO	۱٫۹۳	۲٫۰۱	۲٫۰۳	۲	۱٫۷۵	۱٫۹۸
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	MgO	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	CaO	۹٫۷۸	۹٫۶۷	۹٫۸۴	۱۰٫۲۹	۱۰٫۶۵	۱۰٫۲۶
MgO	۶٫۸۵	۶٫۹۴	۷	۷٫۰۱	CaO	۶٫۹۷	۷٫۴۱	۷٫۸۹	Total	۹۹٫۷۵	۱۰۰٫۷۴	۱۰۰٫۹۴	۹۹٫۷۷	۱۰۱٫۰۱	۱۰۰٫۷۳
CaO	۱۱٫۳۶	۱۱٫۳۷	۱۱٫۰۴	۱۱٫۴۱	Na_2O	۸٫۱	۷٫۹۷	۷٫۴۶	Oxygens	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲
Na_2O	۱٫۲۹	۱٫۰۸	۱٫۴۴	۱٫۱۵	K_2O	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۹	Si	۲٫۹۷۰	۳٫۰۱۳	۳٫۰۲۹	۳٫۰۱۷	۳٫۰۳۴	۳٫۰۰۱
K_2O	۰٫۹۵	۱٫۰۴	۱	۰٫۹۹	Totals	۱۰۰٫۴۸	۹۹٫۳	۱۰۰٫۶۳	Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶
Totals	۹۸٫۵۶	۹۹٫۱۶	۹۹٫۱۸	۹۸٫۷۳	Oxygens	۸	۸	۸	Al	۲٫۰۵۴	۲٫۰۰۴	۲٫۰۰۰	۲٫۰۴۰	۱٫۹۹۸	۱٫۹۹۲
Oxygens	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	Si	۲٫۶۲۹	۲٫۶۱۹	۲٫۶۰۷	Cr	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲
Si	۷٫۸۵۸	۷٫۹۳۳	۷٫۹۲۸	۷٫۸۷۹	Ti	۰٫۰۰۱	۰	۰	Fe2	۱٫۶۷۸	۱٫۷۰۰	۱٫۶۷۴	۱٫۶۷۲	۱٫۶۵۷	۱٫۷۳۲
Ti	۰٫۰۷۷	۰٫۱	۰٫۱۰۱	۰٫۱۰۳	Al	۱٫۳۶۱	۱٫۳۶۷	۱٫۳۷۷	Mn	۰٫۲۳۰	۰٫۲۰۹	۰٫۱۹۸	۰٫۱۱۹	۰٫۱۷۶	۰٫۱۶۵
Al	۳٫۹۹۹	۳٫۹۶۱	۴٫۰۴	۳٫۹۹۱	Cr	۰٫۰۰۱	۰	۰	Mg	۰٫۲۹۹	۰٫۲۳۶	۰٫۲۳۷	۰٫۲۳۵	۰٫۲۰۴	۰٫۲۳۲
Cr	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۴	Fe3	۰٫۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۲	Ca	۰٫۸۳۳	۰٫۸۱۴	۰٫۸۲۵	۰٫۸۶۹	۰٫۸۹۱	۰٫۸۶۳
Fe3	۱٫۱۵۷	۱٫۱۲۷	۰٫۰۹۲	۱٫۱۲۵	Fe2	۰	۰	۰	Total	۷٫۹۹	۷٫۹۸۱	۰۷٫۹۶	۷٫۹۵۷	۷٫۹۶۴	۷٫۹۹۵
Fe2	۱٫۷۳۶	۱٫۶۹۱	۱٫۶۳۷	۱٫۶۸۷	Mn	۰	۰٫۰۰۱	۰	End-members						
Mn	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	Mg	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	Almandine	۵۶٫۵۳۵	۵۸٫۲۷۸	۵۸٫۴۲۳	۵۹٫۵۴۳	۵۸٫۱۴۳	۵۸٫۰۷۵
Mg	۱٫۹۵۷	۱٫۹۶۴	۱٫۹۷۵	۱٫۹۹۵	Ca	۰٫۳۳۲	۰٫۳۵۸	۰٫۳۷۶	Spessartine	۷٫۷۴۷	۶٫۹۲۸	۶٫۵۳۹	۳٫۹۳۲	۵٫۷۹۵	۵٫۵۰۰
Ca	۲٫۳۳۵	۲٫۱۳۱	۲٫۲۴۱	۲٫۳۳۴	Na	۰٫۶۹۸	۰٫۶۹۷	۰٫۶۴۴	Pyrope	۷٫۶۹۵	۷٫۸۰۵	۷٫۸۱۴	۷٫۷۷۵	۶٫۷۱۰	۷٫۷۲۸
Na	۰٫۴۸	۰٫۴	۰٫۵۲۹	۰٫۴۲۴	K	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	Grossular	۲۸٫۰۱۵	۲۷٫۷۸۵	۲۸٫۵۲۹	۳۰٫۶۶۷	۳۱٫۰۴۶	۲۸٫۸۶۶
K	۰٫۲۳۳	۰٫۲۵۳	۰٫۲۴۳	۰٫۲۴۱	Sum	۵٫۰۳۵	۵٫۰۴۶	۵٫۰۲۳	-	-	-	-	-	-	-
Sum	۱۹٫۸۴	۱۹٫۷۴	۱۹٫۷۹	۱۹٫۷۹	An	۳۲٫۱۷	۳۳٫۸۷	۳۶٫۶۸	-	-	-	-	-	-	-
Xmg	۲٫۸۴	۲٫۸۲	۲٫۸۰	۲٫۸۴	Ab	۶۷٫۶۴	۶۵٫۹۴	۶۲٫۸۳	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	Or	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۴۹	-	-	-	-	-	-	-

جدول ۲ نتایج دماسنجی زوج گارنت- آمفیبول و دما- فشارسنجی گارنت- آمفیبول- پلاژیوکلاز-کوارتز با استفاده از صفحات گسترده رایج برای نمونه‌های گارنت آمفیبولیتی منطقه دلبر.

	گارنت آمفیبولیت			
	B22-1-1	**B22-1-2**	**B22-1-3**	**B22-1-4**
Thermometry (Gt-Hb-T90)				
XMg-Hbl	۰٫۴۳۳	۰٫۴۳۵	۰٫۴۳۲	۰٫۴۴۴
XMg-Grt	۰٫۱۰۷	۰٫۱۱۰	۰٫۱۱۲	۰٫۱۱۶
[Al]Hbl	۲٫۹۸۰	۲٫۹۲۶	۲٫۸۸۷	۲٫۹۴۶
lnKD	۱٫۸۵۰	۱٫۸۲۸	۱٫۷۹۷	۱٫۸۰۴
T(Cº)	۵۹۲٫۹۲	۵۹۴٫۵۰	۶۰۱٫۱۰	۶۱۸٫۶۰
Thermometry (Gt-Hb-T89)				
Ratio of hb	۸٫۹۹۳	۸٫۸۸۱	۸٫۸۶۵	۸٫۹۲۴
Si in hb	۶٫۱۳۳	۶٫۱۷۲	۶٫۱۷۶	۶٫۱۲۸
Ti in hb	۰٫۰۶۰	۰٫۰۷۸	۰٫۰۷۹	۰٫۰۷۹
Al in hb	۳٫۱۲۸	۳٫۰۸۸	۳٫۰۸۳	۳٫۱۰۴
Fe in hb	۲٫۲۸۶	۲٫۲۷۸	۲٫۲۷۵	۲٫۲۹۰
Mn in hb	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶
Mg in hb	۱٫۵۲۸	۱٫۵۲۹	۱٫۵۴۰	۱٫۵۵۲
Ca in hb	۱٫۸۲۲	۱٫۸۰۱	۱٫۷۴۵	۱٫۸۱۶
Na in hb	۰٫۳۷۴	۰٫۳۰۹	۰٫۴۱۲	۰٫۳۳۱
K in hb	۰٫۱۸۱	۰٫۱۹۶	۰٫۱۸۸	۰٫۱۸۸
Cr in hb	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴
Xgros	۰٫۲۸۱	۰٫۲۷۵	۰٫۲۸۱	۰٫۳۰۰
lnKD	۱٫۵۹۱	۱٫۵۷۶	۱٫۵۶۹	۱٫۵۷۲
T (Cº)	۶۲۷٫۹۰	۶۷۲٫۱۷	۶۷۸٫۷۹	۶۹۳٫۴۴
Barometr (Gt-Hb-Plg PT00)				
P(1)Kbar	۱۰٫۸۳۰	۱۰٫۹۳۶	۱۳٫۲۱۶	۱۳٫۳۹۴
P(2) Kbar	۱۳٫۲۸۱	۱۲٫۷۷۰	۷٫۹۰۴	۷٫۶۳۱
P(3) Kbar	۱۴٫۵۶۶	۱۴٫۳۱۲	۸٫۰۴۶	۷٫۷۵۶
P(avg.) Kbar	۱۲٫۸۹۲	۱۲٫۶۷۳	۹٫۷۲۲	۹٫۵۹۴
Amphibole group barometry	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	۲	۲	۲	۲
Na (B)	۰٫۱۰۱	۰٫۱۲۰	۰٫۱۸۳	۰٫۱۰۴
(Na+K) (A)	۰٫۴۷۹	۰٫۴۰۸	۰٫۴۴۲	۰٫۴۳۸
Mg/(Mg+Fe2)	۰٫۵۳۰	۰٫۵۳۷	۰٫۵۴۷	۰٫۵۴۲
Amphibole names	آلومینو چرماکیت هورنبلند	آلومینو چرماکیت هورنبلند	آلومینو چرماکیت هورنبلند	آلومینو چرماکیت هورنبلند
P (kbars)Hammarstrom& Zen 86	۱۲٫۴۵	۱۲٫۲۶	۱۲٫۵۵	۱۲٫۳۸
P (kbars)Hollister et al. 87	۱۳٫۵۹	۱۳٫۳۹	۱۳٫۷۱	۱۳٫۵۲
P (kbars)Johnson & Rutherford 89	۱۰٫۳۰	۱۰٫۱۵	۱۰٫۳۹	۱۰٫۲۵
P (kbars)Schmidt 92	۱۲٫۴۸	۱۲٫۳۱	۱۲٫۵۸	۱۲٫۴۲

در این روش رده‌بندی آمفیبول‌ها به‌روش [۲۷،۳۲] و فشارسنجی بر اساس کالیبراسیون‌های [۳۴، ۳۳، ۲۶، ۲۵] صورت گرفته است. نتایج فشارسنجی به‌روش Barometr (Gt-Hb-Plg PT00) براساس کالیبراسیون‌های[۳۷] نیز ارائه شده است. دماسنجی به‌روش‌های Thermometry (Gt-Hb-T84) و Thermometry (Gt-Hb-T90) به ترتیب با مدرج‌کردن‌های [۳۰،۳۱] انجام شده و نتایج آن در جدول ارائه شده‌اند.



شکل ۴ رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی دلبر بر اساس روش [۲۷] که نشان می‌دهد، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع فروچرماکیت هستند (الف) و در گروه آمفیبول‌های کلسیم دار قرار می‌گیرند (ب). موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۲۸] برای تعیین نوع آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی (پ).

شیمی گارنت

نتایج حاصل از بررسی گارنت‌ها نشان می‌دهد که از نوع غنی از آلماندن بوده و دارای ترکیب $Alm_{56.5\text{-}58}$ $Sps_{3.9\text{-}7.7}$ $Prp_{6.7\text{-}7.8}$ $Grs_{27\text{-}31}$ هستند (جدول ۱). محاسبه‌ی اعضای نهایی گارنت‌ها با استفاده از نسبت‌های Fe^{+2}/Fe^{+3} که بر اساس توازن بار و استوکیومتری گارنت به روش [۲۹] تعیین شده، صورت گرفته است. ترکیب گارنت‌ها روی نمودار سه‌تایی Alm+Sps, Prp, Grs نشان داده شده است (شکل ۵- الف). نمودارهای نیمرخ عرضی ترکیبی آن‌ها نشان می‌دهند، در حاشیه‌ی، X_{Ca} و X_{Mg} تغییرات آشکارتری را نشان می‌دهند به گونه‌ای که از هسته به‌سمت حاشیه، X_{Ca} روندی کاهشی و X_{Mg} روندی افزایشی نشان می‌دهد. از بین روندهای مشخص شده، X_{Ca} روند آشکارتری را نشان می‌دهد. در مرحله‌ی اول X_{Ca} با کاهش همراه است و در مراحل بعدی بر مقدار آن افزوده می‌شود. معمولاً افزایش X_{Ca} معرّف افزایش فشار حاکم بر محیط تشکیل گارنت است. لذا می‌توان گفت که در مراحل میانی رشد گارنت، فشار حاکم بر دگرگونی در بالاترین مقدار بوده و مقدار Ca گارنت افزایش یافته‌است. در این نمونه، تغییرات X_{Mn} و X_{Ca} در تقابل با یکدیگرند. افزایش ناگهانی X_{Mg} در منطقه‌ی نزدیک به حاشیه‌ی با تغییرات معمول این عنصر در خلال دگرگونی پیشرونده همخوانی دارد.

شیمی پلاژیوکلاز

نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها نشانگر ترکیب $Ab_{63\text{-}67\%}\ An_{32\text{-}36\%}$ (نوع آندزین) آن‌هاست (شکل ۵- پ). از نتایج آنالیز این کانی به‌همراه داده‌های حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی گارنت و آمفیبول برای بررسی‌های دما-فشار استفاده شده که در بخش‌های بعدی آمده‌اند.

دما- فشارسنجی

دماسنجی به روش گارنت- آمفیبول

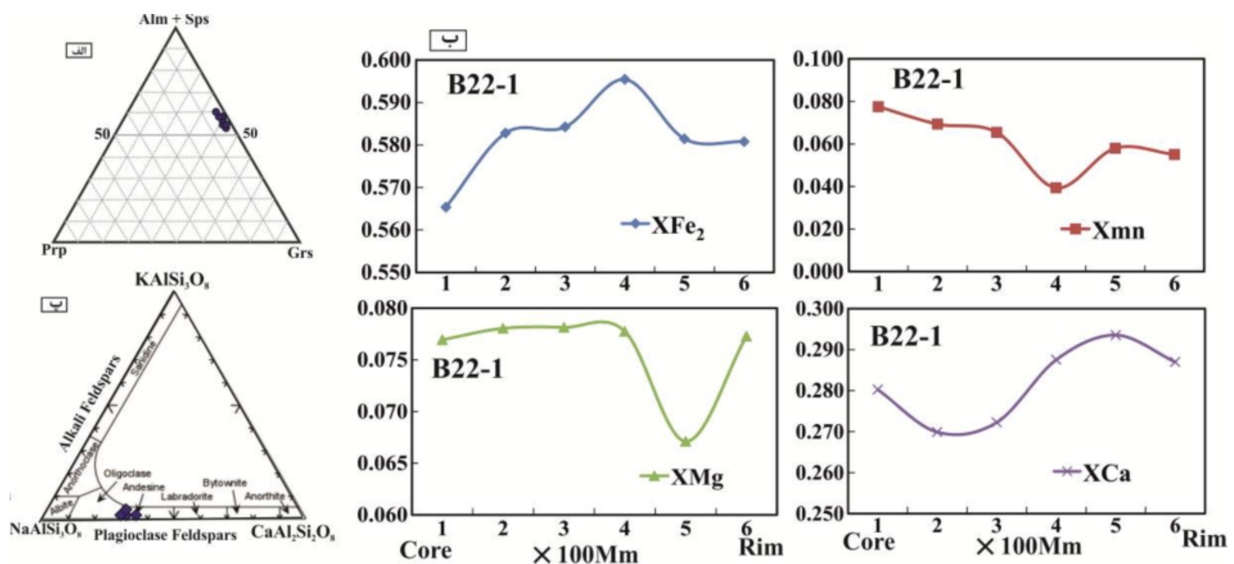
متابازیت‌های رخنمون یافته در مجموعه‌ی دگرگونی دلبر غالباً دارای ترکیب کانی‌شناسی ساده بوده ولی برخی از آن‌ها حاوی گارنت به‌عنوان کانی شاخص دگرگون هستند که به‌همراه آمفیبول و پلاژیوکلاز، در دما- فشارسنجی این سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. واکنش‌های تبادل کاتیونی Fe و Mg بین گارنت و یک کانی فرومنیزین دیگر نظیر بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول، یکی از بهترین زمین دماسنجهای مورد استفاده در بررسی‌های دماسنجی است. توزیع Fe^{+2} و Mg بین فازهای فرومنیزین همیافت در سنگ‌های طبیعی، غالباً تابع دماست ولی عوامل دیگری از جمله فشار و تغییرات ترکیبی کانی‌های درگیر نیز بر آن مؤثرند. کالیبراسیون مختلفی برای دماسنجی تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و آمفیبول ارائه شده‌اند که در اینجا برخی از آن‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند. گستره‌ی دمایی ۶۱۸-۵۲۹ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۶۹۳-۶۷۲ درجه‌ی سانتی‌گراد به‌ترتیب بر اساس مدرج کردن‌های [۳۱،۳۰] برای گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی به‌دست آمده‌اند. این دماها با شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی همخوانی دارند (جدول ۲).

دما- فشارسنجی به روش گارنت-آمفیبول- پلاژیوکلاز

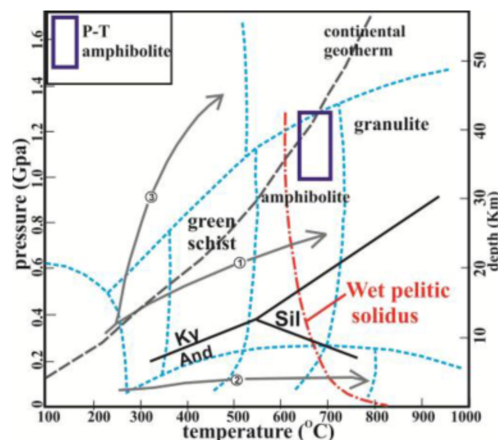
نتایج رده‌بندی آمفیبول‌ها به روش [۲۷،۳۲] و فشارسنجی به روش گارنت-آمفیبول- پلاژیوکلاز – کوارتز بر اساس مدرج کردن‌های [۳۳-۳۶] در جدول ۲ ارائه شده‌اند. فشارهای محاسبه شده بر اساس مدرج کردن‌های فوق به‌ترتیب در گستره‌های ۱۲٫۵۵-۱۲٫۲۶ کیلوبار، ۱۳٫۷۱-۱۳٫۳۹ کیلوبار، ۱۰٫۳۹-۱۰٫۱۵ کیلوبار و ۱۲٫۵۸-۱۲٫۳۱ کیلوبار تعیین شده‌اند که با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی کاملاً همخوانی دارند. نتایج فشارسنجی به‌روش-Gt) Barometr (Hb-Plg PT00 بر اساس مدرج کردن‌های [۳۷] نیز ارائه شده‌اند که گستره‌ی فشار میانگین ۱۲٫۸۹-۹٫۵۹ کیلوبار را نشان می‌دهد و فشارهای به‌دست آمده با مدرج کردن‌های قبلی را مورد تأیید قرار می‌دهد.

شکل‌گیری دگرگونی در متابازیت‌ها

دماسنجی‌های انجام شده با استفاده از دو گونه مدرج کردن رایج برای جفت گارنت- آمفیبول در گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی، گستره‌های دمایی ۶۱۸-۵۹۲ و ۶۹۳-۶۷۲ درجه-ی سانتی‌گراد را به‌دست داده است. این دماها با میانگین دمایی ۶۴۲±۲۳ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده برای ۳۰ زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز توسط [۱۳] همخوانی دارد. فشارهای به دست آمده نیز در گستره‌های ۱۳٫۴-۹٫۶ کیلوبار قرار دارند. با توجه به مدرج کردن‌های مختلف مورد استفاده، گستره‌های فشارهای متفاوتی با اختلاف تقریبی ۱ تا ۲ کیلوبار به‌دست آمده‌اند که همه‌ی آن‌ها با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی همخوانی دارند. شرایط دما و فشار تعیین شده برای گارنت آمفیبولیت‌ها با شرایط دما و فشارهای تعیین-شده برای سنگ‌های متاپلیتی همراه (دماهای ۶۴۰°C تا ۷۰۶°C و فشارهای ۸٫۴-۱۳٫۲ Kbar برابر با رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی در سنگ‌های گارنت گنیسی) کاملاً سازگار است [۳۸]. نمودارهای دما- فشار ترسیم شده برای گارنت-آمفیبولیت‌ها، نشان می‌دهند که شرایط ترمودینامیکی حاکم بر دگرگونی این سنگ‌ها با میدان پایداری کیانیت در گستره‌ی رخساره آمفیبولیت بالایی هم‌خوانی دارد (شکل ۶). حضور کیانیت در کیانیت شیست‌ها و رگه‌های کوارتز- کیانیتی یافت شده در گروه ترکیبی پلیتی همراه آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها این موضوع را کاملاً تأیید می‌کند. این شواهد نشانگر یک مسیر دگرگونی ناحیه‌ای دما- فشار متوسط نوع بارووین برای این مجموعه‌ی دگرگونی است که از شرایط رخساره‌ی شیست‌سبز شروع و تا رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی و آغاز ذوب بخشی در متاپلیت‌ها پیش رفته است.



شکل ۵ ترکیب گارنت‌های موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی دلبر روی نمودار سه‌تایی (Alm + Sps-Prp- Grs) (الف) نمودار نیمرخ ترکیبی $XFe^2=Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mn+Mg+Ca)$, $XMn=Mn/(Fe^{+2}+Mn+Mg+Ca)$, $XMg=Mg/(Fe^{+2}+Mn+Mg+Ca)$, $XCa=Ca/(Fe^{+2}+Mn+Mg+Ca)$ گارنت از هسته به سمت حاشیه که با تغییراتی همراه بوده است (ب) و ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی دلبر روی نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها (پ).



شکل ۶ نمودار P-T گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی دلبر که بر اساس گستره‌های دما و فشار تعیین شده ترسیم شده است. دما و فشارهای به‌دست آمده با شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی هم‌خوانی دارند.

زمین شیمی سنگ کل

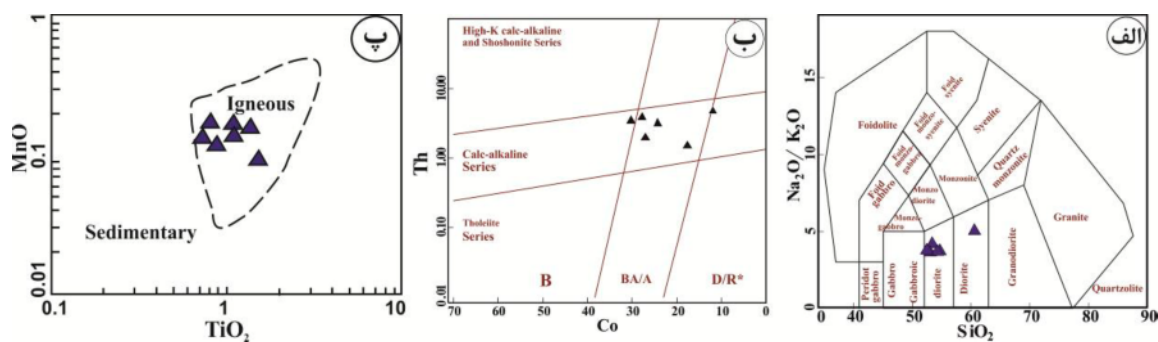
در سرزمین‌های دگرگونی با درجه‌ی بالا تعیین سنگ‌مادر دگرگونی از جمله گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها در تفسیر دقیق سن‌سنجی‌ها و شکل‌گیری‌های دگرگون اهمیت زیادی دارد [۳۹]. مشاهدات صحرایی دقیق نشان می‌دهند که متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی دلبر، غالباً به‌صورت دایک، لایه‌بندی رسوبی اولیه را قطع کرده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرایی در مناطق همجوار نظیر شترکوه، می‌توان علاوه بر دایک‌های بازی، گدازه‌های بازی تا حدواسط را نیز به‌عنوان سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های مورد بررسی در نظر گرفت. لذا این سنگ‌ها دارای ماهیت آذرین بوده و می‌توان آن‌ها را ارتو- آمفیبولیت نامید. داده‌های ژئوشیمیایی ترکیب عناصر اصلی نشان می‌دهند که آمفیبولیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر SiO_2 (52.14-70.96%)، FeO (3.61-6.92%)، MgO (3.13-8.33%)، TiO_2 (0.55-1.65%) و میانگین Mg # برابر با ۴۶ هستند (جدول ۳). برای تعیین خاستگاه آمفیبولیت‌های مورد بررسی از نمودار TiO_2 نسبت به MnO [۴۰] استفاده شده که در این نمودار، نمونه‌ها در گستره‌ی آمفیبولیت‌های با خاستگاه آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ). نمودار Na_2O/K_2O نسبت به SiO_2 [۴۱] نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب بازالت

تا آندزیت بازالتی نیمه قلیایی هستند (شکل ۷- الف). موقعیت ترکیبی آن‌ها در نمودار Th نسبت به Co [۴۲] نیز ماهیت آهکی-قلیایی آن‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۷- ب).

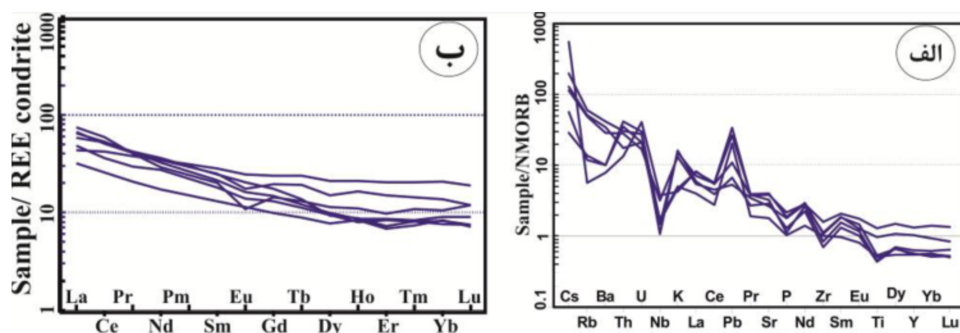
این سنگ‌ها دارای الگوی REE با شیب ملایم از LREE به سمت HREE هستند که با مقادیر نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ = 3.81-7.55 مشخص می‌شوند. این الگو با ترکیب حدواسط (آندزی بازالتی) این سنگ‌ها همخوانی دارد. آمفیبولیت‌ها روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB [۴۳]، تهی‌شدگی از Nb, Ti و Zr و غنی‌شدگی از Pb و عناصر LILE مانند Cs, Rb, U و Th نشان می‌دهند که با ماهیت آهکی-قلیایی این سنگ‌ها همخوانی دارد (شکل ۸- الف). آمفیبولیت‌های منطقه چاهجم- بیارجمند نیز، الگوهای مسطح تا تفریق یافته از LREE ($La_{(n)}/Yb_{(n)}$ = 1.1-8.8) نشان می‌دهند که ماهیت آهکی- قلیایی این سنگ‌ها را مورد تأیید قرار می‌دهد [۲۱]. نمودار تغییرات عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۴] اندکی غنی‌شدگی از عناصر LREE، بدون تهی‌شدگی مشخص از Eu و الگویی مسطح برای عناصر HREE نشان می‌دهند (شکل ۸ب).

جدول ۳ نتایج آنالیز شیمی سنگ کل نمونه‌های آمفیبولیتی مجموعه‌ی دگرگونی دلبر.

	آمفیبولیت					
Sample No.	B62-1-2	B9-2	B75-1	B129-2	B22-1	B31-8
Major elements (wt %)						
SiO_2	۵۹/۶۹	۵۲/۶۸	۵۳/۷۷	۵۲/۰۹	۵۳/۵۷	۵۱/۶۳
Al_2O_3	۱۶/۵۳	۱۳/۳۶	۱۵/۳۲	۱۶/۲۵	۱۷/۶۳	۱۵/۶۱
FeO	۳/۶۱	۵/۲۷	۵/۸۱	۵/۸۷	۶/۹۲	۵/۷۲
Fe_2O_3	۱/۹۸	۲/۸۵	۳/۴۲	۳/۴۹	۴/۰۵	۳/۳۸
MgO	۴/۲۶	۸/۳۳	۷/۲۷	۶/۰۵	۳/۱۳	۷/۵۴
CaO	۶/۹۴	۱۰/۲	۸/۲۷	۱۰/۰۴	۸/۳۹	۱۰/۰۵
Na_2O	۴/۶۳	۳/۸	۳/۲۷	۲/۴۵	۲/۶۷	۲/۵۴
K_2O	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۶	۱/۰۹	۰/۹۵	۱/۱۶
TiO_2	۰/۵۸	۱/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۸	۱/۲۲	۰/۵۵
P_2O_5	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۵
MnO	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۷
Cr_2O_3	۰/۰۰۴	۰/۰۷۶	۰/۰۲۲	۰/۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۳۴
LOI	۰/۹	۱	۱/۵	۱/۵	۱/۱	۱/۳
Sum	۹۹/۸۵	۹۹/۷۶	۹۹/۸۲	۹۹/۷۸	۹۹/۸۵	۹۹/۷۷
Trace elements (ppm)						
Ba	۶۴	۵۰	۶۴	۲۱۹	۱۸۱	۲۶۲
Be	۲	۲	۲	۱	۲	۳
Co	۱۲/۲	۱۸	۲۸/۳	۲۷/۴	۲۴/۶	۲۹/۹
Cs	۰/۲	۳/۹	۰/۴	۰/۹	۰/۸	۱/۴
Ga	۱۶/۵	۱۷	۱۴/۷	۱۴/۷	۱۹/۲	۱۳/۱
Hf	۱/۹	۳/۳	۲/۱	۲/۶	۲/۹	۱/۶
Nb	۳/۸	۸/۸	۴	۳/۴	۷/۵	۲/۵
Rb	۷/۷	۳/۲	۶/۶	۲۸/۸	۲۷/۵	۳۴
Sn	۲	۲	۱	۱	۱	۲
Sr	۲۹۱/۷	۲۴۳/۳	۱۶۰/۱	۳۵۸	۲۳۶/۶	۲۵۹/۱
Ta	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۲	۰/۴	۰/۱
Th	۵	۱/۶	۴/۲	۲/۱	۳/۴	۳/۷
U	۱/۴	۱/۹	۱	۱	۰/۸	۱/۳
V	۲۵۱	۲۴۱	۱۹۰	۲۴۰	۱۸۹	۱۹۸
W	۱/۴	۱/۵	۳/۴	۱	۰/۵	۱/۵
Zr	۶۲/۱	۱۱۷/۶	۷۴/۷	۸۰	۸۲/۲	۵۱/۳
Y	۱۷/۸	۳۷/۱	۱۵/۴	۱۵/۸	۲۸/۶	۱۵/۲
Rare earth elements (ppm)						
La	۲۰/۱	۲۰/۷	۹/۹	۱۷/۹	۱۳/۵	۱۴/۹
Ce	۴۲/۹	۴۰/۸	۲۰/۷	۴۱/۹	۳۳/۷	۲۹/۱
Pr	۵/۰۲	۴/۹۵	۲/۵۲	۵/۱۵	۴/۶	۳/۶
Nd	۱۹/۵	۲۰/۶	۱۰/۳	۲۱/۵	۲۰/۵	۱۶/۳
Sm	۴/۱۳	۵/۵	۲/۵۵	۴/۷۸	۴/۸۷	۳/۴۹
Eu	۱/۱۹	۱/۸۱	۰/۸۳	۱/۴۹	۱/۲۹	۱/۰۲
Gd	۳/۸۴	۶/۱۸	۲/۵۵	۴/۵۳	۵/۰۷	۳/۳۵
Tb	۰/۵۷	۱/۱۲	۰/۴۲	۰/۶۵	۰/۹۱	۰/۵۳
Dy	۳/۱۸	۶/۷۷	۲/۴۷	۳/۰۱	۴/۸۵	۳/۰۳
Ho	۰/۶۲	۱/۵	۰/۶	۰/۶۳	۱/۱۷	۰/۵۸
Er	۱/۸۱	۴/۲۷	۱/۴۳	۱/۵۲	۳/۱۶	۱/۷۶
Tm	۰/۲۷	۰/۶۶	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۴۶	۰/۲۶
Yb	۱/۸۹	۴/۳۲	۱/۷۴	۱/۵۸	۲/۸۳	۱/۷۱
Lu	۰/۲۹	۰/۶۱	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۳۸	۰/۲۴



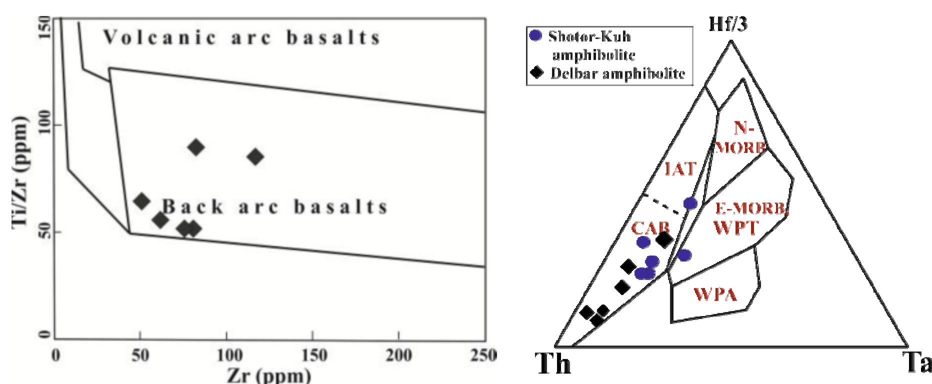
شکل ۷ موقعیت آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگون دلبر روی نمودار Na_2O/K_2O نسبت به SiO_2 [۴۱] که ترکیب آندزی بازالتی شبه-قلیایی را نشان می‌دهند (الف)، نمودار Th نسبت به Co [۴۲] و ماهیت آهکی-قلیایی نمونه‌ها روی آن (ب)، نمودار تغییرات TiO_2 در مقابل MnO [۴۰] (پ) که نشانگر منشا آذرین آمفیبولیت‌ها هستند.



شکل ۸ الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB [۴۳] و ب- نمودار بهنجار شده به کندریت [۴۴] برای نمونه‌های گارنت آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی دلبر.

بحث

ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌ها حاکی از خاستگاه آذرین و ماهیت آهکی- قلیایی وابسته به کمان آتشفشانی آن‌هاست. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی Th-Ta-Hf [۴۵] و Ti/Zrنسبت به Zr [۴۶] که در آن‌ها از عناصر کم تحرّک استفاده شده، بیشتر ارتوآمفیبولیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بازالت‌های آهکی-قلیایی (شکل ۹- الف) و جایگاه زمین‌ساختی پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۹- ب). با توجه به ماهیت آهکی-قلیایی، نسبت LREE/HREE پایین، تهی-شدگی از Ti, Nb و غنی‌شدگی از Pb، می‌توان این سنگ‌ها را در گروه بازالت‌های کمان قاره‌ای قرار داد که با جایگاه زمین-ساختی تعیین شده برای آمفیبولیت‌های منطقه چاه جم-بیارجمند [۲۱] نیز همخوانی دارد. به‌نظر می‌رسد که این سنگ‌های آذرین به‌همراه توالی پلیتی میزبان دستخوش رخدادهای دگرگونی و دگریختی یکسانی شده‌اند. رخداد دگرگونی و دگریختی اصلی که در اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین [۲۲] رخ داده است با ماگماتیسم و فوران گدازه-های اسپیلیتی و دایک‌های دیابازی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط پشت کمان در ناحیه‌ی سندیکای (ترکیه) در همین گستره‌ی زمانی، مشابه است [۲۱]. ویژگی‌های ژئوشیمیایی جایگاه پشت کمانی وابسته به فرورانش، نشانگر ریشه‌گیری ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از گوه گوشته‌ای تغییر یافته این مناطق در خلال فرایندهای فرورانش و یا آلایش با مواد پوسته-ی قاره‌ای است. به اعتقاد [۲۳] ماگمای بازالتی سازنده این سنگ‌ها نیز از یک خاستگاه گوشته‌ای ریشه گرفت که تحت تأثیر فرایندهای وابسته به فرورانش بوده است، اما چون ویژگی-های شاخص ماگماهای وابسته به فرورانش را ندارند، بنابراین می‌توان یک محیط کششی پشت کمان قاره‌ای را به جای کمان واقعی برای آن‌ها در نظر گرفت. چنین محیطی می‌تواند بخشی از سیستم کوهزادی بزرگتر اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل پالئوزوئیک باشد که در راستای حاشیه‌ی پروتوتتیس گندوانا فعال بوده و از حاشیه‌ی عربی به سمت حاشیه‌ی هیمالیا در خرده قاره‌ی هند گسترش یافته است [۴۷].



شکل ۹ نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی Th-Ta-Hf [۴۲] و نمودار Ti/Zr نسبت به Zr [۴۳] برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دلبر و مقایسه آن‌ها با آمفیبولیت‌های منطقه‌ی (شترکوه). علائم اختصاری استفاده شده در نمودار الف عبارتند از: IAT تولئیت‌های جزایر قوسی، CAB: بازالت‌های آهکی-قلیایی، WPA: بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای، N-MORB: مورب نرمال، E-MORB WPT: مورب نوع E و تولئیت‌های درون صفحه‌ای.

برداشت

نتایج دما- فشارسنجی‌های انجام شده، بیانگر گستره‌های دمایی ۵۲۹ تا ۶۹۳ درجه‌ی سانتی‌گراد و گستره‌ی فشاری ۹٫۶ تا ۱۳٫۴ کیلوبار (مسیر دگرگونی باروین معمولی) برای گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگون دلبر است. این شرایط با شرایط حاکم بر رخساره‌ی آمفیبولیت و آمفیبولیت بالایی هم-خوانی دارد که در سنگ‌های متاپلیتی میزبان به ذوب بخشی و تشکیل میگماتیت‌ها و گرانیت‌های آناتکتیک انجامیده است.

شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری به همراه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌ها، بیانگر خاستگاه آذرین و ماهیت آهکی-قلیایی وابسته به جایگاه پشت کمان آتشفشانی آن‌هاست. سنگ مادر آذرین آمفیبولیت‌ها در اواخر نئوپروتروزوئیک در یک حوضه‌ی پشت کمان به شکل دایک، سیل و گدازه جایگزین شده و به همراه سنگ‌های رسوبی میزبان دستخوش دگرگونی تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی شده است.

قدردانی

این پژوهش، حاصل بخشی از بررسی‌های انجام شده در راستای رساله‌ی دکتری است که با حمایت صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی و فناوری ریاست محترم جمهوری (در قالب طرح پژوهشی به شماره ۹۰۰۰۴۸۹۳) و نیز حمایت-های مالی حوزه‌ی معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه شاهرود به انجام رسیده است، که بدین وسیله از پشتیبانی ارزنده‌ی ایشان قدردانی می‌کنیم. همچنین از پروفسور مینگو جای آکادمیسین و عضو هیات علمی مؤسسه‌ی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین (Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science) که امکانات لازم برای انجام آنالیزهای شیمیایی کانی‌ها را فراهم کرده‌اند، سپاسگزاری می‌کنیم.

مراجع

[۱] نوایی ا.، صالحی راد م.، مجیدی ب.، *"نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۶۶).

[۲] افتخارنژاد ج.، آقانباتی ا.، خان ناظر ن.ه.، *"نقشه زمین-شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱).

[۳] خلعتبری جعفری م.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۷).

[۴] نواب مطلق ا.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۸۴).

[۵] قاسمی ا.، حاجی حسینی ا.، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی"*، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۸۴).

[۶] رحمتی ایلخچی م.، *"شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"*، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۸۲).

[۷] هوشمندزاده ع.، علوی نائینی م.، حقی پور ع.، *"تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حضر)"*، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۱۲۴، (۱۳۵۷).

[۸] حسینی ح.، *"پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، (۱۳۷۴).

[۹] رحمتی ایلخچی م.، *"نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری ترود"*، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، (۱۳۸۱)، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.

[۱۰] کرمی م.، *"پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه شاهرود، (۱۳۸۲).

[۱۱] قاسمی ح.، آسیابانها ع.، *"معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"*، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. (۱۳۸۵)، صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.

[۱۲] ملک‌پورعلمداری ا.، *"مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درکوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین، دانشگاه تهران (۱۳۸۴).

[13] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoprotrozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeographym magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Thectonophysics 451, (2008), p 71- 96.

[۱۴] کاظمی ک.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی‌کی، جنوب‌غرب بیارجمند"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین، دانشگاه تهران (۱۳۹۰).

[۱۵] چکنی مقدم م.، *"بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌-های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).

[۱۶] عزیزی م.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).

[۱۷] همّتی ع.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (غرب بیارجمند)"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۲).

[۱۸] اصغرزاده ز.، *"زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌-های دیابازی موجود در منطقه دلبر"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۲).

[۱۹] ابتهاج م.، *"زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).

[20] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R. J., Santos J.F., Wu Y., *"Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatismin the ChahJam–Biarjmandmetamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Gondwana Research, http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014

[21] Rameshwar Rao D., Hakim Rai., *"Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh"*, India: A geochemical study. Gondwana Research 9 (2006) 512–523.

[22] Balaghi Einaloo M., Sadeghian M., Zhai Minggou, Ghasemi H., Mohajjel M., *"Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran"*, Journal of Asian Earth Science, http://dx.doi.org/1016/jseaes.2014.06.011.

[23] Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S.W., Holub F.V., Košler J., Frank W., *"Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (Central Iran)"*, International Journal of Earth Sciences. doi:10.1007/s00531-009-0499-0 (2011).

[۲۴] بلاغی اینالو ز.، صادقیان م.، قاسمی ح.، محجّل م.، عمرانی ه.، *"پترولوژی، ترموبارومتری و سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر"*، منطقه بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)، مجله پترولوژی، (۱۹۳۲)، در دست چاپ.

[25] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks"*, Springer Heidelberg Dordrecht London New York.

[26] Frost C. D., Frost B. R., *"Essentials of igneous and metamorphic petrology",* Cambridge University Press, University of Cambridge (2014).

[27] Leake B., Wooley A., Arps C., Birch W., Gilbert M., Grice J., Hawthorne F., Kato A., Kisch H., Krivovichev V., et al., *"Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names"*, Canadian Mineralogist 35 (1997) 219 – 237.

J.H., *"Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China"*, evidence for late Palaeoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism in the North China Craton Precambrian Research, 146 pp. 45–67.

[40] Misra S.N., *"Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites"*, Norsk Geologisk Tidsskrift 51, 311–316.

[41] Middlemost E.A.K., *"Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology"*, Longman Group U.K., (1985) pp: 73-86.

[42] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S.F., *"Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram"*, Journal of Petrology., 48 (2007) pp 2341-2357.

[43] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds.)"*, Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication, 42, (1989) pp. 528–548.

[44] Boynton W.V., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry"*, Elsevier, (1984) 63-114.

[45] Wood D. A., *"The application of the Th- Hf-Ta diagram the magmatic classification and the establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province"*, Lournal of Earth Planet. Sce.Lett., 50 (1980) 11-30.

[46] Bagas L., Bierlein F. P., English L., Anderson J. A. C., Maidment D., Huston D. L., *"An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen"*, Western Australia. Precambrian Research 166 (2008) 168-184.

[47] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics"*, American Journal of Science 303 (2003) 622 665.

[28] Fleet M.E., Barnett R.L., *"Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine"*, Sudbury, Ontario. Can. Mineral, 16(1978)527-532.

[29] Droop G. T. R., *"A general equation for estimating Fe3+ Concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis"*, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[30] Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Y., Fed'kin V.V., Kitsul V.I., Karsakov L.P., Berdnikov N.V., *"Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia"*, USSR. J. Metamorph. Geol. 3 (1985) 265–310.

[31] Graham C.M., Powell R., *"A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California"*, Journal of Metamorphic Geology 3 (1985) 13–21.

[32] Leake R. E., *"Nomenclature of amphiboles"*, Canadian Mineralogist 16 (1978) 501-520.

[33] Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons"*, American Mineralogist 72 (1987) 231-239.

[34] Hammarastrom J. M., Zen E. A., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

[35] Johnson M.e., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)"*, Geology 17 (1989) 837-841.

[36] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

[37] Kohn M.J., Spear F.S., *"Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont"*, American Mineralogist 75 (1990) 89-96.

[۳۸] بلاغی اینالو ز.، صادقیان م.، ژای م.، قاسمی ح.، علیمحمدیان ح.، *"کاربرد شیمی کانیها در دما- فشارسنجی سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"*، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی، دانشگاه دامغان، ۱۳۹۲.

[39] Kröner A., Wilde S.A., Zhao G.C., O'Brien P.J., Sun M., Liu D.Y., Wan Y.S., Liu S.W., Guo